

Morfología glaciar del Macizo de Los Pelados-El Nevero (Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama). Nueva interpretación y cronología

Glacial Morphology of Los Pelados-El Nevero Massif (Sierra de Guadarrama National Park). A new interpretation and chronology

Rosa M. Carrasco¹, Javier de Pedraza², Jane K. Willenbring³, Theodoros Karampaglidis⁴, Rodrigo L. Soteres⁵ y José F. Martín-Duque²

1. Departamento de Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de Ciencias Ambientales y Bioqu., Avda. Carlos III, s/n. 45071 Toledo, España. Rosa.Carrasco@uclm.es

2. Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, C/José Antonio Novais, 12, 2040 Madrid, España. javierp@uclm.es

3. Scripps Institution of Oceanography – Earth Division, University of California, San Diego, 9500 Gilman Drive, La Jolla, CA 92093-0244, USA. jwillenbring@ucsd.edu

4. Departamento de Geoarqueología / Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CNIEH), Paseo Sierra de Atapuerca, s/n, 09002 Burgos España. theodoros.karampaglidis@cenieh.es

5. Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Avenida Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago de Chile. rlsoteres@uc.cl

Recibido: 12-diciembre-2016. Aceptado: 6-abril-2017. Publicado en formato electrónico: 21-abril-2017

PALABRAS CLAVE: Geomorfología glaciar, Pleistoceno Superior, cronología ¹⁰Be-TCN, España Central
KEY WORDS: Glacial Morphology, Late Pleistocene, ¹⁰Be-TCN chronology, Central Spain

RESUMEN

El presente trabajo se localiza en el Macizo de Los Pelados-El Nevero y tiene como objetivos el inventario, cartografía, cronología e interpretación de la secuencia evolutiva de sus paleoglaciares. La altura media de este macizo es de 2100 m (Pico del Nevero, 2209 m) y su litología (orto, para y leuco-gneises) y ambiente climático (mediterráneo de montaña continentalizado) son los propios del Guadarrama Central. En el contexto fisiográfico, este macizo destaca por su trazado casi E-W frente a la dirección general NE-SW del conjunto de los Montes Carpetanos y por su morfología de bloque disimétrico basculado (laderas meridionales escarpadas-laderas septentrionales tendidas). Esa disimetría, junto a los escalones oriental y occidental debidos a sistemas de fallas de tendencia N-S (los de los puertos de Navafria y Malagosto), dieron origen a una pequeña meseta topográfica en la planicie de cumbres que permitió el desarrollo de un glaciario distintivo en estas áreas, caracterizados por: una tendencia centrífuga de las lenguas glaciares a partir de las cimas; una relativa abundancia de glaciares con localización septentrional y la presencia de un pequeño glaciar de meseta. Los datos obtenidos mediante datación absoluta ¹⁰Be-TCN en el paleoglaciar de Hoyo Grande, muestran que la MIE local (~26 ka BP; MIS2) ocurrió sincrónicamente con el LGM.

ABSTRACT

The studies on glacial geomorphology of the Sierra de Guadarrama have been focused mainly on the Peñalara Massif and, in general, the cartographies provided have little detail and in many cases are imprecise. In fact, in this mountain range there are areas with paleoglaciares that were described for the first time in the second half of the last century and the cartographies are only schematic. One of these areas is Los Pelados-El Nevero Massif, which is where this work is located. The main objectives are the inventorying, describing and mapping in detail its glacial morphology and establishing the absolute chronology of some evolutionary reference stages.

Los Pelados-El Nevero Massif has an average height of 2100 m asl and its culmination is the peak of Nevero (2209 m). Its lithology (ortho, para and leuco-gneises) and climatic environment (Continentalized Mediterranean mountain climate) are the generals corresponding to central Guadarrama sector (Fig. 1). However, its morphology has some distinctive features such as its E-W tendency versus the NW-SW general direction of the whole of the Montes Carpetanos range, or the dissymmetric morphostructure of its mountain-block (tilted block: steep southern-face and gentle northern-slopes). This dissymmetry, together with the eastern and western steps due to N-S trend faults systems (those of the Navafria and Malagosto ports), gave rise to a small plateau type summit surface that enabled the development of a distinctive glaciary in this massif (Fig. 2, Fig. 3).

In the other massifs of the Sierra de Guadarrama (Peñalara, Cabezas de Hierro) the glaciers were developed on double slope (southeast-northwestern; northern-southern) predominating those of southern location. However, in the case of the Los Pelados-El Nevero Massif the glaciers had a centrifugal tendency from the topographic plateau with

orientations to all the slopes although in one, the western one, were little significant. In addition, distinctive features of the glacialism of this massif are, as much the relative abundance of glaciers in northern slopes as the existence of a small plateau-type glacier. All this configures a massif with remarkable development of the glaciers (Fig. 3, Table I). The maximum length reached by a glacier in this area was 2294 m and the lower topographic elevation reached by the ice during its maximum extension (local MIE) was 1560 m asl, parameters that corresponds to the paleoglacier of Porrinoso-Peñacabra. With the data available so far, obtained by means of ^{10}Be -TCN absolute dating in the paleoglacier of Hoyo Grande (Table II), the local MIE is synchronous with the LGM (~26 ka Bp; MIS2). This age is in agreement with the chronology obtained for the MIE of the Peñalara paleoglacier (18 km to the SW), but it is in disagreement with chronology obtained for the MIE of the La Mujer Muerta paleoglacier (30 km to the SW), given that it is attributed an age corresponding to the MIS3 and, therefore, prior to the LGM.

1. INTRODUCCIÓN

El fundamento de las discrepancias surgidas en las cronologías obtenidas para algunas etapas claves del glacialismo en las montañas de la Región Mediterránea (por ejemplo: los máximos glaciares locales y los estadales/interestadales durante la deglaciación), sigue siendo un tema de interés en las investigaciones (PALACIOS & GARCÍA RUÍZ, 2015; TURU *et al.*, 2017; HUGHES & WOODWARD, 2017). Dada la incidencia que tienen estos problemas en las interpretaciones paleoclimáticas, es importante descartar posibles errores metodológicos en las asignaciones de las cronologías (GARCÍA RUÍZ *et al.*, 2010; HUGHES & WOODWARD, 2008) y determinar con rigor las secuencias evolutivas de los glaciares a partir de indicadores precisos, obtenidos mediante cartografías geomorfológicas de detalle y sucesiones morfoestratigráficas contrastadas (HUGHES, 2010; PEDRAZA, 2012; PEDRAZA *et al.*, 2013).

En el caso del Sistema Central de la Península Ibérica (en lo sucesivo, Sistema Central), los datos disponibles muestran que las discrepancias cronológicas relativas a las etapas evolutivas están planteadas entre paleoglaciares pertenecientes a macizos montañosos muy próximos (PALACIOS *et al.*, 2011, 2012a; BULLÓN, 2016) e incluso entre paleoglaciares de un mismo macizo montañoso (CARRASCO *et al.*, 2015). Destaca también el hecho de que esos datos cronológicos objeto de discrepancia, en varios casos han sido obtenidos por un mismo equipo de investigación y aplicando un único procedimiento de datación (DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013). Por ello y sin descartar posibles defectos asociados al método de datación, debe investigarse también la incidencia en la dinámica de los glaciares de algunos factores locales (relieves preglaciares, morfoestructura local, orientación, etc.; PEDRAZA & CARRASCO, 2006; PALACIOS *et al.*, 2012b) y, consecuentemente, en la cronología de sus etapas evolutivas. Para abordar este problema, es necesario investigar cada sector o macizo y establecer su geomorfología glaciar en detalle, que es la base de los indicadores evolutivos y cronológicos.

La existencia de modelados de origen glaciar en la Sierra de Guadarrama aparece ya reseñada en trabajos que datan de finales del siglo XIX y principios del XX (PRADO, 1864; PENCK, 1894;

MAZARREDO, 1910), siendo por tanto una de las primeras montañas de la Península Ibérica donde se describieron estos procesos. Sin embargo, en lo relativo a la incidencia de los procesos glaciares en el modelado, su cartografía, cronología y evolución, los datos disponibles sobre la Sierra de Guadarrama siguen siendo muy generales. De hecho y si exceptuamos el Macizo de Peñalara, la mayoría de las cartografías de la morfología glaciar de estas sierras son muy esquemáticas (FERNÁNDEZ-NAVARRO, 1915; OBERMAIER & CARANDELL, 1917; FEBREL *et al.*, 1958; FRÄNZLE, 1959; SANZ-DONAIRE, 1976; SANZ-HERRÁIZ, 1978, 1988; ONTAÑÓN, 1985; PEDRAZA *et al.*, 1991; SANZ *et al.*, 1991; PEDRAZA & CARRASCO, 2006; KARAMPAGLIDIS *et al.*, 2015), algunos paleoglaciares se citan por primera vez en la segunda mitad del siglo pasado y únicamente aparecen representados por sus contornos (ONTAÑÓN & ASENSIO, 1974; CENTENO *et al.*, 1983; PEDRAZA & CENTENO, 1987; BULLÓN, 1988; MARTÍN-DUQUE, 1992).

Una de las zonas que mejor se ajusta a este contexto que acabamos de describir en la que los datos disponibles son escasos, es el Macizo de Los Pelados-El Nevero, en el cual se centra este trabajo. Las razones fundamentales que justifican la elección de esta zona son: (1) los trabajos en curso sobre el glacialismo del Sistema Central que llevamos a cabo, implican el estudio de todos los macizos y este de Los Pelados-El Nevero es uno de los menos investigados; y (2) en una serie de reconocimientos previos en esta zona, se detectaron indicadores geomorfológicos que permitían establecer la hipótesis según la cual el glacialismo aquí fue muy diferente al descrito hasta el momento en los trabajos previos, con un posible glaciar de meseta y varios de valle, ladera y circo situados en la vertiente septentrional, lo que consideramos un hecho destacado por sus implicaciones paleambientales. De acuerdo con esta premisa, el principal objetivo planteado aquí es establecer la Geomorfología Glaciar de este macizo que incluye la cartografía de detalle, la morfoestratigrafía de sus formaciones y, subsidiariamente, la secuencia evolutiva de los glaciares y la cronología de algunas etapas evolutivas referenciales.

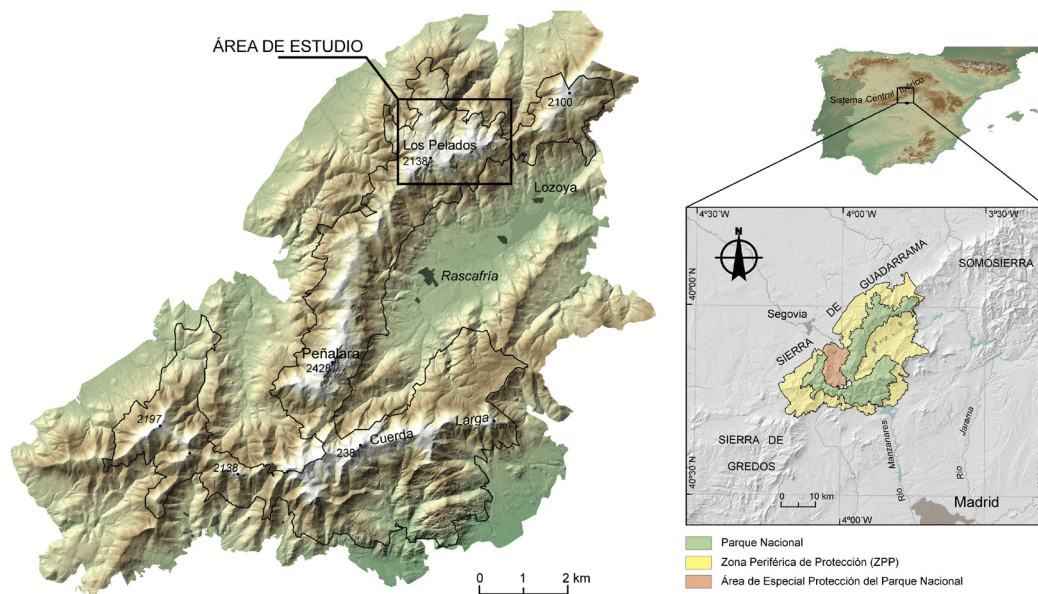


Figura 1. Situación geográfica de Macizo de los Pelados-El Nevero (Sistema Central Ibérico).
 — Location sketch of Los Pelados-El Nevero Massif (Iberian Central System).

2. CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El Macizo de Los Pelados-El Nevero se extiende entre los puertos de Malagosto, al Oeste, y el de Navafría, al Este, y forma parte de las alineaciones que constituyen los Montes Carpetanos, divisoria natural entre ambas submesetas y las cuencas hidrográficas de los ríos Duero y Tago (Fig. 1). Aunque los Montes Carpetanos tienen una tendencia general NE-SW, el Macizo de Los Pelados-El Nevero presenta una dirección más tendida, casi E-W, lo que condicionó en gran medida la disposición de los glaciares. La altura media de sus cimas es de 2100 m y 2209 m la cota más elevada (Pico del Nevero), altitud ligeramente inferior a otros macizos culminantes del Guadarrama Central como el de Peñalara (Peñalara, 2428 m) o Cabezas de Hierro (Hierro, 2381 m). Sin embargo, su relieve destaca sobre el nivel medio de la planicie de cumbres y hacen que este macizo de Los Pelados-El Nevero sea fisiográficamente equiparable a esos otros antes citados.

Dado el contexto biogeográfico donde se localiza (la región Mediterránea; RIVAS-MARTÍNEZ, 1987), esta zona presenta un clima mediterráneo continentalizado de montaña, caracterizado por un periodo de estiaje muy marcado (DURÁN *et al.*, 2013). Su pluviosidad varía entre 500 mm/año (en el piedemonte) y 1500 mm/año (en las cimas) y la temperatura media anual varía entre los 14° C en el piedemonte y los 5° C en las cimas (AEMET/IM, 2011). Esto corresponde a un ambiente fresco en verano y frío en invierno, lo que permite el desarrollo de un incipiente piso nival por encima

de los 1900 m (FRÄNZLE, 1959; SANZ-HERRÁIZ, 1988; BULLÓN, 1978, 1988; PEDRAZA, 1994a; PALACIOS *et al.*, 2003).

Tanto desde el punto de vista geoestructural como geomorfológico, los Montes Carpetanos y, por tanto, también el macizo de Los Pelados-El Nevero, forman parte de lo que se ha denominado Dominio Central del Sistema Central Español (BELLIDO *et al.*, 1981; PEDRAZA, 1994b). Esto se concreta, de una parte, en un sustrato formado por rocas metamórficas de alto grado de transformación (ortogneises glandulares y localmente leuconesies y paragneises) y edad pre-ordovícica. Por otra parte, las estructuras de deformación frágil han condicionado el proceso de reactivación tectónica durante la orogenia Alpina, configurando un relieve típico de *block mountain*, es decir, sistemas de bloques levantados y hundidos o *pop up* y *pop down* (WARBURTON & ÁLVAREZ, 1989; VICENTE *et al.*, 1992). Estos bloques se organizan en un sistema de planicie escalonadas o escalera de piedemonte (SCHWENZNER, 1937; SOLÉ-SABARÍS, 1952; PEDRAZA, 1978), que en los relieves bien estructurados queda definida por un bloque central que actúa de dovela y al cual se adosan por ambos flancos bloques más deprimidos formando escalón. Sin embargo, no siempre aparecen todos esos elementos morfológicos y ello depende de la disposición e importancia de las fallas longitudinales (paralelas a la dovela) o transversas u oblicuas (ortogonales o semi-ortogonales a la dovela). En el Macizo de Los Pelados-El Nevero aparece bien definida la dovela central. Sin embargo, su flanco meridional es una ladera escarpada en la que los escalones quedan reducidos a pequeñas hombreras, y su flanco septentrional



Figura 2. Vista panorámica de la meseta de Los Pelados-El Nevero. En el centro de la imagen se puede apreciar el valle en artesa del Arroyo de Peñacabra.

— Panoramic view of Los Pelados-El Nevero plateau. The U-shaped valley in the center of the photo is the upper course of Peñacabra River.

presenta un descenso progresivo dando lugar a una planicie ligeramente basculada hacia el NW que es la principal responsable de la meseta topográfica de sus cimas (Fig. 2). Esta configuración del relieve en esta zona está controlada por tres fallas mayores y otras secundarias. Las primeras originaron la dovola o bloque principal y corresponden a las fallas de tendencia NE-SW/ENE-WSW del Valle del Lozoya y el piedemonte de la Salceda y al desgarre N-S del puerto de Navafría. Las segundas dieron lugar a los escalones y hombreras de la vertiente meridional y al basculamiento en la vertiente septentrional y corresponden, como más destacadas, a fallas de tendencia NE-SW/ENE-WSW.

El modelado reciente, Cuaternario, está originado fundamentalmente por la acción torrencial que aparece controlada por la red de fracturas y es claramente disimétrica en ambas vertientes. En la vertiente meridional la red fluvial ha originado un sistema de relieve en “teclas” (garganta-hombrera, seriados) siguiendo las fracturas ortogonales a la dovola, es decir, de tendencia NW-SE/WNW-ESE. Sin embargo, en la vertiente septentrional la red fluvial disecta las planicies formando valles longitudinales (paralelos a la dovola), es decir, siguiendo las fracturas NE-SW/ENE-WSW. Esta disimetría ha condicionado el desarrollo de cuencas glaciares tipo circo que se localizan fundamentalmente en las cabeceras de las gargantas meridionales (FERNÁNDEZ-NAVARRO, 1915), pero también y como se establece en este trabajo, la plataforma de hielo en las cimas occidentales. Junto a esos dos procesos, torrencial y glaciar, destaca la acción de los fenómenos periglaciares y de ladera (FRÄNZLE,

1959; BULLÓN, 1978, 1988; SANZ-HERRÁIZ, 1988; PEDRAZA, 1994a). Los elementos morfológicos debidos a estos procesos con mayor incidencia en el modelado son las vertientes de derrubios (canchales o pedreras). En general se localizan en las antiguas cuencas glaciares, posiblemente en su mayoría deben catalogarse como derrubios paraglaciares, y su desarrollo es muy inferior a los descritos en otras áreas de la Sierra de Guadarrama como La Mujer Muerta, Macizo de Cabezas o Macizo de Peñalara. A nivel de detalle, son también destacables los suelos periglaciares con procesos solifluidales, estructuraciones y arroyada nival.

3. METODOLOGÍA

El procedimiento para elaborar el trabajo se ajusta a los métodos usuales que este equipo está utilizando desde hace años en la investigación de glaciario del Sistema Central (CARRASCO *et al.*, 2013). Para ello se ha realizado una cartografía de detalle y una descripción de las formas glaciares, aportando datos sobre sus características morfológicas y genéticas primarias. En el caso de las morfologías útiles como indicadores cronológicos y evolutivos (esencialmente las morrenas), la descripción y clasificación se ha basado en su sucesión morfoestratigráfica establecida de acuerdo con un patrón de referencia específico desarrollado para el glaciario del Sistema Central (PEDRAZA, 2012; PEDRAZA *et al.*, 2013; CARRASCO *et al.*, 2015). A partir de esa sucesión morfoestratigráfica y mediante las oportunas correlaciones a nivel local y regional, se establece la secuencia evolutiva de los glaciares

y se asigna su cronología absoluta a las etapas que corresponda.

La cartografía se ha realizado mediante la fotografía aérea vertical (escala 1: 10.000 y 1:18.000), la ortofotos del PNOA-2014 (Instituto Geográfico Nacional, IGN) y los reconocimientos de campo.

Para obtener las cronologías absolutas, se ha utilizado el procedimiento de nucleídos cosmogénicos con el nucleído ^{10}Be (^{10}Be -TCN), que es el más adecuado en áreas de rocas graníticas y similares como son los ortogneises (GOSSE & PHILLIPS, 2001). Teniendo en cuenta las limitaciones logísticas de dicho procedimiento (adecuación de los bloques y costos del procesado y analítica de las muestras), las muestras se han recogido en bloques de las formaciones de depósitos glaciares debidamente seleccionadas por su buena representación en el contexto morfoestratigráficos de la zona (indicadores del máximo alcance de los hielos y de las diferentes etapas de reavance/estabilización/retroceso de los hielos) y excepcionalmente en superficies de rocas *in situ*. Estas últimas muestras corresponden a resaltes rocosos de las cimas. En cuanto a los bloques de los depósitos glaciares elegidos para su muestreo, se seleccionaron siguiendo los procedimientos habituales: con dimensiones adecuadas (superiores a 3 m³ siendo en general de unos 6 m³), sin signos de haber sufrido movimiento o enterramiento/exhumación tras su sedimentación, situados en zonas estables (de escasa pendiente), sin signos de meteorización o rotura y con una superficie muy plana o bastante plana de culminación.

La recogida y preparación de las muestras ha estado a cargo de una de las autoras de este trabajo experta en Geocronología. Cada muestra se tamizó, se hirvió en ácido fosfórico y después se trató usando un procedimiento similar al descrito en FULLER *et al.* (2009). La relación $^{10}\text{Be} / ^9\text{Be}$ se midió en el Purdue Rare Isotope Measurement Laboratory (PRIME Lab, Indiana, USA) usando el estándar Nishiizumi (NISHIIZUMI *et al.*, 2007). Debido al ausencia de calibraciones locales para el Sistema Central sobre la tasa de producción de ^{10}Be y aunque en algunos trabajos previos se utilizó una tasa de producción de 4,5 atom/gr/año acorde con calibraciones globales (CARRASCO *et al.*, 2013; DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013), para este trabajo se ha utilizado la de $4,03 \pm 0,18$ atom/gr/año. Esta tasa ya ha sido aplicada en El Pirineo y la Sierra de Béjar (DELMAS, *et al.*, 2015a; CARRASCO *et al.*, 2015) y es la obtenida para estas latitudes por las calibraciones regionales recientes (BALCO *et al.*, 2009; BRINER *et al.*, 2012; GOEHRING *et al.*, 2012; YOUNG *et al.*, 2013). Las edades ^{10}Be fueron obtenidas con la calculadora en línea CRONUS-Earth (<http://hess.ess.washington.edu/>) usando el modelo de escala de tiempo de LAL (1991) modificado por STONE (2000) y los métodos descritos por BALCO *et al.* (2008) y FULLER *et al.* (2009).

4. MORFOLOGÍA Y CRONOLOGÍA GLACIAR

4.1. Antecedentes

El primer trabajo sobre la morfología glaciar de esta zona de Los Pelados-El Nevero, lo realiza LUCAS FERNÁNDEZ-NAVARRO en 1915 que cataloga y describe la mayoría de los paleoglaciares de la vertiente meridional. Previamente a este trabajo, únicamente estaban las referencias que realizara MAZARRERO en 1910 sobre posibles formas de origen glaciar en esta zona. OBERMAIER & CARANDELL en su trabajo de 1917 apenas se ocuparon de este sector de Guadarrama y la primera cartografía de algunas morrenas aparece por primera vez contenidas en el Mapa Geológico de Buitrago de Lozoya (1ª Serie; FEBREL *et al.*, 1958). Con estos precedentes, sería FRÄNZLE (1959) quien realizaría el trabajo más completo y riguroso en el inventario y descripción de los paleoglaciares y su asignación a una única etapa glaciar, la wurmiense. Los trabajos posteriores sobre estos paleoglaciares, han seguido las directrices marcadas en el trabajo de FRÄNZLE ya citado, si bien completan o mejoran algunos aspectos. En este sentido cabe destacar: (1) la síntesis realizada por SANZ-HERRAÍZ (1978, 1988) incidiendo en el factor estructural como un condicionante de la localización y tipología de los glaciares; (2) la síntesis contenida en el Mapa Geológico de Segovia (PEDRAZA *et al.*, 1991) precisando la cartografía y la asignación cronológica con dos estadales dentro del Würm; (3) los trabajos de CENTENO *et al.* (1983) y MARTÍN-DUQUE (1992) que identifican tres nuevos paleoglaciares; y (4) la síntesis cartográfica realizada por KARAMPAGLIDIS *et al.* (2015) que incluye estos paleoglaciares en el contexto evolutivo de los procesos geomorfológicos definidos en el Valle del Lozoya.

Teniendo en cuenta estas aportaciones, los datos previos sobre la morfología glaciar de Los Pelados-El Nevero se ajustan bastante a los generales establecidos para la Sierra de Guadarrama: todos los glaciares se clasifican como de circo, en ningún caso se alude a la posible presencia de hielo glaciar en las cimas y la mayoría de ellos aparecen localizados en su vertiente meridional. La base de todas estas aportaciones son las descripciones morfográficas de los glaciares identificados hasta ese momento (trazado, longitud, desniveles, cotas extremas, etc.). Por ello, la sucesión morfoestratigráfica, secuencia evolutiva o cronología absoluta de estos paleoglaciares era un tema de investigación pendiente.

4.2. Modelado glaciar

De acuerdo con las nuevas investigaciones llevadas a cabo en el presente trabajo, puede decirse que los glaciares del Macizo de Los Pelados-El Nevero tuvieron una configuración

geomorfológica centrífuga, organizándose a partir de una meseta topográfica (Fig. 3). Esta distribución es bastante patente en el sector de El Nevero con paleoglaciares orientados hacia todas las vertientes, aunque en una de ellas, la occidental, fueran poco significativos. Esta configuración contrasta con la existente en otros macizos de la Sierra de Guadarrama (Peñalara y Cabezas), donde los glaciares se organizaron a doble vertiente partiendo de la divisoria (suroriental-noroccidental, septentrional-meridional) y con un predominio de las localizaciones en las vertientes surorientales y meridionales. Otros rasgos distintivos del glaciario del Macizo de Los Pelados-El Nevero son, tanto la relativa abundancia de glaciares localizados en las vertientes septentrionales, como la existencia de un pequeño glaciar de meseta.

En el conjunto del macizo hubo un total de 16 glaciares: uno de montera, uno de meseta y tres glaciares de lengua asociados a ellos; seis de ladera; y cinco de circo (Fig. 3, Tabla I). Exceptuando los casos de la montera y la meseta de hielo y sus emisarios asociados (paleoglaciares 11, 12 y 13) cuyas características merecen ser comentadas específicamente, el resto de los paleoglaciares presentan una morfología bien definida, tanto en sus cuencas de alimentación como en los complejos morrénicos, que en algunos casos tienen un notable desarrollo.

La fisonomía de las cuencas de acumulación de los paleoglaciares localizados en las vertientes de esta zona, corresponde en su mayoría a la tipología semicircular (circo, s.s., o circo cóncavo; GORDON, 1977), si bien en casos se trata de cuencas ovaladas (circos elongados; BROOK *et al.*, 2006) y en otros casos alargadas, casi en continuidad con la zona de descarga (circos en canal o artesa; BARR & SPAGNOLO, 2015). Tomando como dirección de referencia la del flujo del hielo, esta tipología de cuencas son el resultado de la relación proceso de ensanchamiento/proceso de elongación, siendo predominantes los primeros en las semicirculares, los segundos en las alargadas y mixtos en las ovaladas. Los procesos de elongación, junto a la existencia de múltiples umbrales en el lecho, son claros indicadores de una evolución geomorfológica controlada por la red de fracturas, con la cual presentan trazados coincidentes la práctica totalidad de los paleoglaciares de este Macizo de Los Pelados-El Nevero. Otros dos procesos destacados en estos glaciares fueron tanto la escasa sobreexcavación del lecho, como la retro-erosión. Lo primero es perceptible por la escasez de hondonadas tipo ombligo (lagunas y turberas) y lo segundo por la progresión de algunas cuencas de acumulación en el dominio de las cimas, lo que dio lugar a la interconexión de esos glaciares con las pequeñas monteras de hielo. Este proceso queda marcado por el lobulado que presenta la cuenca en su cabecera, aunque sin llegar a la dimensión de circos subsidiarios característicos de

los circos compuestos (GORDON, 1977; BENN & EVANS, 2010; BARR & SPAGNOLO, 2015).

Las cuencas de acumulación de los paleoglaciares 1, 10, 2, 4, 5, y 14, presentan una fisonomía de circo bastante bien definida (Fig. 3 y Fig. 4). Exceptuando los dos primeros que aparecen aislados y netamente desconectados de la cima principal, los restantes se sitúan en la ladera y remontan hasta esa cima debido a los procesos de retro-erosión, pero están poco desarrollados los lobulados debidos a los procesos de transfluencia del hielo. Buen ejemplo de cuencas tipo circo elongado, con notable ensanchamiento, escalonadas por los frecuentes umbrales estructurales y con un lobulado característico, son los paleoglaciares 6 y 8. El paleoglaciar 7 presenta todos los rasgos de los dos anteriores, pero además su cuenca de alimentación es compleja debida a varios compartimentos escalonados que forman un sistema de circos sucesivos encajados (circos escalonados, MÎNDRESCU & EVANS, 2014; circos de segundo y tercer orden o circos sobre circos, DELMAS *et al.*, 2015b). También los paleoglaciares 11 y 12 tienen una cuenca de alimentación de circos escalonados, pero estos están directamente conectados con la montera de hielo y, por tanto, deben considerarse cuencas de acumulación secundarias o subsidiarias. Los paleoglaciares 13, 3 y 9, son cuencas esencialmente elongadas y el efecto umbral y de ensanchamiento es mínimo, por ello pueden clasificarse como glaciares tipo artesa o de lengua, en los que el circo marca el extremo superior de una artesa glaciar (BARR & SPAGNOLO, 2015). Sin embargo, entre los paleoglaciares 3 y 9 y el 13, hay notables diferencias tanto en lo relativo a las dimensiones como a su localización respecto al núcleo fundamental de las monteras de hielo. Los dos primeros se localizan en la ladera meridional y en su cabecera tienen el lobulado característico de los procesos de retro-erosión y transfluencia de hielo, por ello podrían considerarse como pequeñas lenguas sobrealimentadas por la montera. El segundo se localiza en la vertiente septentrional en total continuidad con la montera de hielo, que era su verdadera cuenca de acumulación y, por lo tanto, se trataba de una lengua emisaria de dicha montera.

Aunque la intemperización postglaciar, debida esencialmente a los procesos periglaciares, ha modificado la morfología y reordenado los depósitos, en las cimas de Los Pelados-El Nevero hay indicadores claros de la presencia de coberteras de hielo y névél bien desarrolladas (paleoglaciares 15 y 16). Aparecen rocas del sustrato con pulidos, concentraciones de depósitos finos con bloques y grandes bloques, microcubetas de sobreexcavación, circos meridionales con aperturas en las cimas (lobulados) que se prologan en concavidades dentro de la planicie (meseta topográfica septentrional) interconectando ambas vertientes y, lo más destacado, tres valles longitudinales con morfología de artesa amplia y dirección general NNE-SSW que muestran

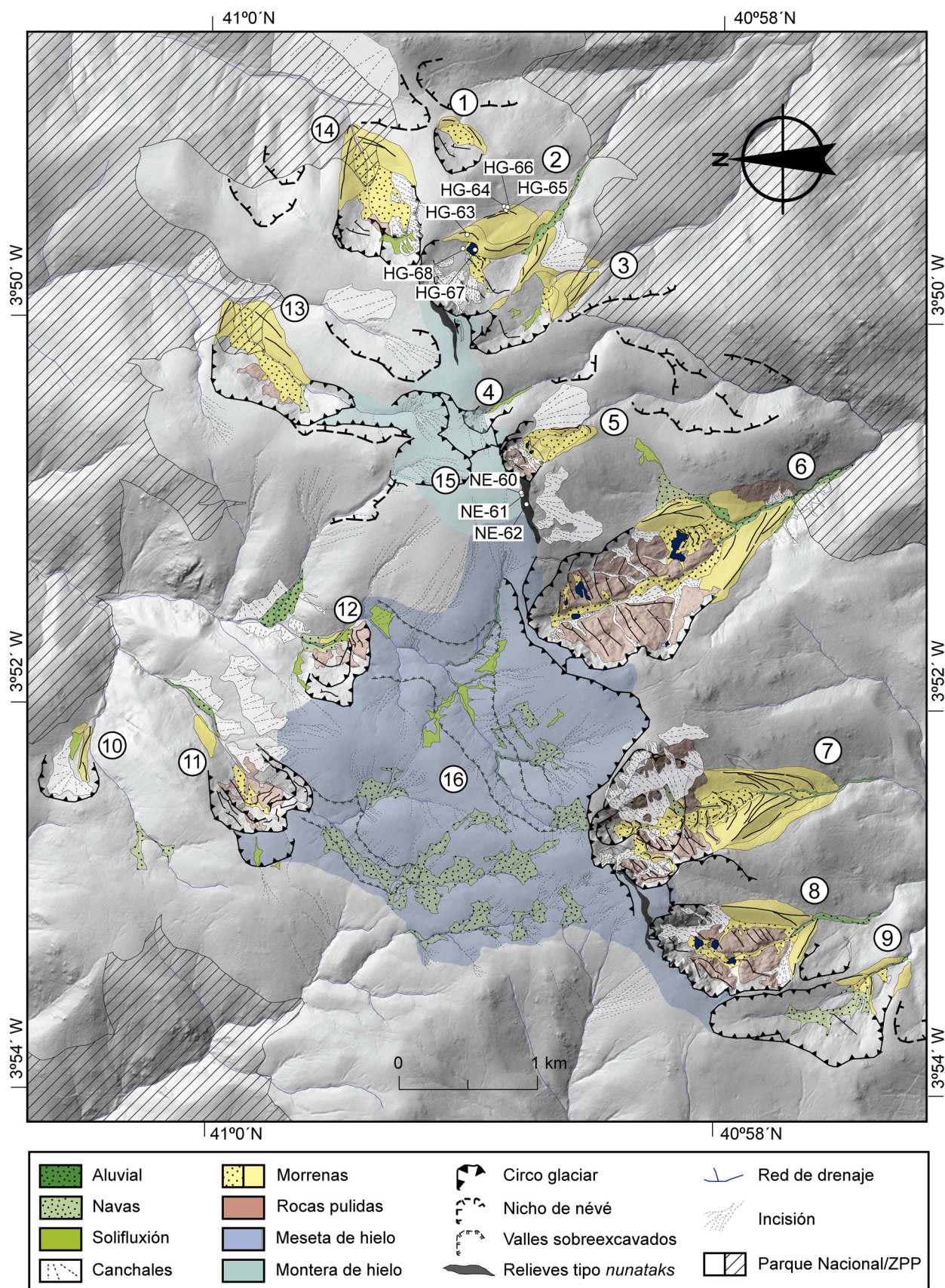


Figura 3. Cartografía de la morfología glaciar del Macizo de Los Pelados-El Nevero. Los datos complementarios a esta cartografía figuran en la Tabla I.

— Map of the glacial morphology of Los Pelados-El Nevero Massif. Complementary datas of this mapping are shown in Table I.

Tabla I. Parámetros morfométricos y topográficos más destacados de los paleoglaciares del Macizo de Los Pelados-El Nevero.

— The main morphometric and topographic parameters of paleoglaciers on Los Pelados-El Nevero Massif.

Nº	Paleoglaciario Nombre	Orientación media	Longitud (m)	Altura mín. (m)	Altura máx. (m)	Pendiente (°)		Área Lecho subglaciario	
						Mín.	Media	Km ²	%
1	Las Lagunillas ^a	ESE	377	1764	1905	0,2	21,9	0,11	0,8
2	Hoyo Grande ^b	SE	1087	1733	2133	0,2	23,0	0,55	4,0
3	Arroyo del Palancar	SE	1153	1717	2117	6,1	22,5	0,33	2,4
4	Arroyo del Hornillo	SE	160	2111	2166	6,0	18,0	0,02	0,2
5	Nevero ^b	SE	684	1987	2208	0,3	23,2	0,16	1,2
6	Porrinoso-Peñacabra ^b	SE	2294	1560	2163	0,2	24,9	1,54	11,2
7	Hoyo Cerrado ^b	SSE	1944	1642	2160	0,1	23,8	1,21	8,7
8	Hoyo Borrascoso ^b	SSE-SE	1358	1712	2138	0,8	28,2	0,69	5,0
9	Arroyo del Horcajo	S-SE	1532	1650	2103	0,1	20,7	0,63	4,6
10	Romalo Pelado ^c	E	609	1765	1957	4,7	22,0	0,18	1,3
11	Arroyo del Artiñuelo	NE	1042	1760	2016	2,9	26,0	0,50	3,6
12	Arroyo de Peñacabras	NNE	538	1869	2035	0,4	21,5	0,22	1,6
13	Chorro ^d	NE-E	1923	1786	2047	0,8	20,7	0,51	3,7
14	Las Pozas ^d	E	1152	1683	2076	2,2	24,9	0,54	3,9
15	Pico del Nevero	-	-	2016	2207	0,2	10,1	0,96	7,0
16	Los Pelados	-	-	1915	2174	0,1	9,5	5,66	41,0

Paleoglaciares inventariados previamente a este trabajo (primera cita): ^a FEBREL *et al.* (1958); ^b FERNÁNDEZ NAVARRO (1915); ^c CENTENO *et al.* (1983); ^d MARTÍN-DUQUE (1992).

signos inequívocos de erosión glaciar. Estos valles son las cabeceras de los arroyos, de Este a Oeste, del Chorro, Peñacabras y Artiñuelo. La artesa mejor definida es la Peñacabras, con notables signos de excavación y vaciado glaciar, que ha desmontado la montera de meteorización haciendo aparecer las rocas frescas del sustrato en las que se pueden reconocer pulidos y otros signos de abrasión glaciar. Aunque presenten algunos rasgos convergentes, hay notables diferencias en la morfología originada por las coberteras de hielo que aparecían al Este, zona de El Nevero, y Oeste, zona de Los Pelados.

La superficie cimera de la zona de El Nevero (paleoglaciario 15) es de menores dimensiones (55,12 Ha en cota superior a los 2100 m) y debido a su acusada pendiente, muestra una morfología que no concuerda con la de una meseta topográfica apta para la estabilización de la nieve y su transformación en hielo glaciar. Sin embargo y como ya se ha descrito previamente, la morfología del paleoglaciario 13 está claramente definida hasta la misma cima y en el tramo superior presenta un ensanchamiento en la zona de acumulación y una apertura hacia la otra vertiente. Estas morfologías de corrosión, son indicadoras de la presencia de una cobertera nival que cubrió las cimas formando una montera de hielo o *névé*.

La superficie cimera de la zona de Los Pelados (paleoglaciario 16) es más amplia (264,54 Ha en cota superior a los 2050 m) y aunque aparece disectada por los dos valles en artesas, puede reconocerse la morfología preglaciar original de la meseta topográfica en los interfluvios planos con pendientes mínimas sostenidas inferiores al 2%. Esta es una topografía adecuada para la estabilización de la nieve, su transformación en hielo y la generación de un flujo glaciar. Este está claramente marcado por la interconexión con las cabeceras de los paleoglaciares meridionales, las morfologías cóncavas alargadas debidas a la erosión subglaciario y las microcuvetas de sobreexcavación. También algunos relieves culminantes en los que no se han encontrado huellas de erosión glaciar (pulidos, estrías, acanaladuras, huellas de arranque, etc.), por lo cual deben considerarse relieves extraglaciares tipo *nunataks*. En este caso, por tanto, sí puede establecerse la presencia de un pequeño glaciar de meseta con un flujo general hacia el NE, que terminaba por canalizarse en dos lenguas emisarias, Peñacabra y Artiñuelo. La interconexión entre el glaciar de meseta y los de ladera y circo de la vertiente meridional, está claramente marcada por numerosos collados de transfluencia a lo largo del macizo.



Figura 4. Cuencas de acumulación tipo circo de los paleoglaciars de Hoyo Grande (izquierda de la imagen) y Las Pozas (derecha de la imagen).

— Cirque-shaped accumulation basins of the Hoyo Grande (on left) and Las Pozas (on right) paleoglaciars.

4.3. Complejos morrénicos

Los depósitos glaciares en general pueden clasificarse como *tills* compuestos por grandes bloques, bloques y cantos procedentes de rocas metamórficas (fundamentalmente gneises), con escasa matriz formada por fragmentos de roca tamaño gránulo y en menor proporción granos y partículas minerales. Se trata por tanto de un aglomerado de bloques con matriz de grava y excepcionalmente areno-limosa o arcillosa y sin estructuras reconocibles. Estas características son bastante comunes en los depósitos glaciares del Sistema Central y son el indicador de una génesis de los depósitos dominada por los procesos supraglaciares y extraglaciares frente a los subglaciares (ACASO, 1983; RUBIO *et al.*, 1992; PEDRAZA *et al.*, 2013). Desde el punto de vista geomorfológico todos estos materiales se agrupan en morrenas laterales, basales, arcos de cierre y, excepcionalmente, centrales. En el caso de las cimas donde se localizó el glaciar de meseta (paleoglaciari 16), los depósitos identificados corresponden a campos de *till* formados por bloques dispersos de tamaño medio con una matriz de grava que les recubre parcial o casi totalmente. En los paleoglaciars de las vertientes, la disposición y, lógicamente, las dimensiones de las morrenas son variables. Desde el punto de vista genético evolutivo pueden diferenciarse tres grupos: paleoglaciars con morrenas laterales y basales bien definidas, paleoglaciars con un arco morrénico de cierre y paleoglaciars

intermedios. El primer grupo corresponde a los glaciares que tenían un flujo de descarga mediante un emisario tipo lengua bien desarrollada y, por tanto, de acuerdo con sus características generales (pendientes, recorrido, capacidad de excavación, etc.) se trataba de glaciares de ladera. Los segundos carecían de emisario y la zona de descarga aparece adosada a la cuenca de acumulación, por lo que se trataba de glaciares de circo. Finalmente, los paleoglaciars del tercer grupo se han asimilado a los del primero o segundo teniendo en cuenta la morfología y el desarrollo del lecho basal intramorrénico.

Las morrenas laterales son típicas construcciones de borde que encauzaban el hielo y en la mayoría de los paleoglaciars de ladera destacan en el paisaje como un complejo único. Sin embargo, en la parte externa de ese complejo es posible diferenciar otras morrenas menores, generalmente discontinuas, ya que han sido solapadas, incluso fosilizadas por los depósitos posteriores, lo que debe considerarse un claro indicador de reavance de los glaciares. Este proceso de solape y fosilización, queda también manifestado por la presencia de crestas en las laderas externas del complejo morrénico de mayores dimensiones. Estas características de las morrenas laterales están generalizadas a lo largo de todo el Sistema Central, y por ello se las clasificó como morrenas complejas y poligénicas (PEDRAZA *et al.*, 2012, 2013). En las zonas aledañas a estas morrenas y ocupando las posiciones más externas, aparecen una serie de bloques erráticos dispersos que, dada

su posición, deben considerarse los indicadores de la extensión máxima de los glaciares en esta zona. En la parte interna de los paleoleoglaciares, y delimitada por esos complejos morrénicos laterales y el circo, se diferencia una morrena basal, que es discontinua y está formada por un *till* subglaciar masivo (no se han encontrado indicadores para establecer secuencias o tipologías de *till*) y un sistema de bloques erráticos dispersos (morrena o *till* supraglaciar de ablación). Finalmente, en la ladera interna de los complejos morrénicos laterales, aparecen también alineaciones de crestas de retroceso. Sin embargo y aunque los bloques erráticos a veces presentan tendencia a formar concentraciones, pero sin llegar a definir verdaderos arcos, sólo en el paleoglaciario 2 ha sido posible diferenciar un arco morrénico interno.

Los arcos morrénicos de cierre frontal que corresponden a los glaciares de circo (1, 10 y 14), presenta una construcción morrénica única con algunas crestas de retroceso. En ningún caso se han podido identificar indicadores de la formación de depósitos periféricos (externos a esos arcos). De acuerdo con ello, estos arcos morrénicos representan todas las etapas evolutivas del glaciar: máxima extensión, estabilización y retroceso. El único caso de morrena central aparece en los paleoglaciares 2 y 3. Se trata de dos glaciares que, de acuerdo con el solape de sus cuencas de acumulación, estaban conectados en su cabecera y luego presentaban un flujo disfluente con lenguas separadas, siendo el glaciar 2 el principal responsable de la construcción morrénica tal como puede establecerse por las crestas definidas en la morrena. Finalmente, en los paleoglaciares 11 y 12 únicamente se han identificado algunos depósitos de *till* bastante removilizados y sin una morfología precisa, aunque por su posición se ha podido interpretar como restos de morrena laterales y basales.

4.4. Cronología glaciar

De todas las formaciones de depósitos glaciares con utilidad como indicadores cronológicos y evolutivos, la más problemática es la de los bloques erráticos dispersos localizados en las zonas más externas. En la mayoría de los paleoglaciares aparecen enmascarados y modificados por los procesos postglaciares de ladera (solifluidales) y dado que marcan la máxima extensión de los hielos (MIE, local), deben ser analizados detenidamente para su muestreo al intentar datar esa etapa evolutiva. Es por esta razón, que en los trabajos de cronología en este macizo se eligió el paleoglaciario 2 como zona a datar (Tabla II, Fig. 3), ya que su sucesión morfoestratigráfica es bastante completa, pues se han podido identificar: (1) los bloques erráticos externos indicadores de la MIE; (2) la cresta principal de la morrena lateral más destacada (de mayores dimensiones) que, en principio y de acuerdo con su morfología, corresponde a la etapa de la mayor estabilización

y previa la deglaciación; y (3) un arco morrénico interno claramente definido, si bien se localiza al pie de los escarpes de la antigua cuenca de acumulación y aparece asociado a derrubios de ladera y por ello su origen es dudoso.

Las cronologías obtenidas aparecen en la Tabla II y de ellas se puede establecer: (1) que el máximo glaciar en esta zona (MIE local), indicado por el bloque errático más externo encontrado (HG-66), fue a los $25,9 \pm 1,2$ ka BP; (2) que la etapa de deglaciación, indicada por la cresta de la morrena principal y obtenida de uno de sus bloques (HG-63), se inicia con posterioridad a los $15,6 \pm 0,6$ ka BP; (3) que el proceso de deglaciación, indicado por la cresta de estabilización construida sobre la ladera interna de la morrena principal y obtenido de uno de sus bloques (HG-67), se inició con anterioridad a los $15,1 \pm 0,6$ ka BP; y (4) que la etapa evolutiva final marcada por el arco morrénico más interno debe ser discutida, tanto por la indefinición del indicador como por la edad obtenida, $4,6 \pm 0,3$ ka BP, de uno de sus bloques (HG-68).

Finalmente, las dataciones realizadas en la misma cima del Pico del Nevero, muestran unas edades bastante más antiguas (entre ~ 60 ka BP y ~ 34 ka BP), si bien y como ya se ha descrito en el apartado previo, no se ha encontrado ninguno de los indicadores característicos de haber sufrido la acción de los hielos (pulidos, estrías, acanaladuras, etc.), por lo que no pueden asociarse a una etapa glaciar previa a la ya indicada como el máximo glaciar en esta zona. Sin embargo, este es un tema que también debe ser discutido.

5. INTERPRETACIÓN GENERAL DEL TIPO DE GLACIARISMO

Tomando como referente la situación actual, si exceptuamos las divisorias verticalizadas (aristas y agujas, cerros), las cimas del Sistema Central quedan cubiertas de nieve en su totalidad y el espesor del manto que las cubre está en función del volumen de la precipitación y la topografía. Durante la etapa glaciar no cabe suponer otro funcionamiento y el problema está en determinar qué tipo de topografía y qué extensión de superficie es necesaria para estabilizar el manto de nieve, permitir el desarrollo de hielo glaciar y su flujo, que son los condicionantes básicos para definir un glaciar de meseta o una montera de hielo. En la zona de Los Pelados la meseta topográfica está bien definida y los indicadores morfológicos, en especial los marcados por los pulidos, sobreexcavaciones y vaciados formando artesas, muestran que hubo una masa de hielo con flujo glaciar dominante hacia el NE. En el Sistema Central son numerosos los glaciares de meseta correlacionables con el de Los Pelados, y aunque de dimensiones más reducidas, por su fisonomía, dinámica y significado en el contexto del glaciario de estas zonas, puede decirse que fue similar a los que existieron en la Sierra de La

Tabla II. Concentración y edades de exposición ^{10}Be .— ^{10}Be concentrations and exposure ages.

Muestra	Latitud (DD)	Longitud (DD)	Altura (m)	^{10}Be (10^3 at/g)	Espesor (cm)	Edad (ka BP) * [$\varepsilon = 0 \text{ cm a}^{-1}$]
HG-63	40,98314	3,82614	1935	263413 ± 7261	3	$15,6 \pm 0,6$
HG-64	40,98071	3,82365	1801	376952 ± 11578	3	$24,5 \pm 1,0$
HG-65	40,98059	3,82390	1800	285164 ± 7976	4	$19,1 \pm 0,7$
HG-66	40,98052	3,82374	1794	384507 ± 15152	4	$25,9 \pm 1,2$
HG-67	40,98261	3,82746	1923	251760 ± 6625	2,5	$15,1 \pm 0,6$
HG-68	40,98340	3,82734	1931	77413 ± 5248	2	$4,6 \pm 0,3$
NE-60	40,97945	3,84838	2200	1212521 ± 16232	4,5	$59,9 \pm 1,7$
NE-61	40,97939	3,84853	2197	683720 ± 9886	4	$33,5 \pm 0,9$
NE-62	40,97907	3,84938	2190	1013810 ± 14106	5	$50,6 \pm 1,5$

DD, grados decimales; la densidad de la muestra es $2,65 \text{ g/cm}^3$; BP, antes del presente, donde “presente” se considera el año 1950 AD; ε = tasa de erosión; * escalado de acuerdo con LIFTON *et al.* (2005), se considera la incertidumbre externa. Para el cálculo de la edad se ha utilizado CRONUS-Earth v.2.2 (BALCO *et al.*, 2008) y la normalización 07KNSTD. La tasa de producción de ^{10}Be utilizada es $4,03 \pm 0,18 \text{ atom/gr/año}$. Las cronologías correspondientes a las muestras HG-64, HG-65 y HG-66, modifican las obtenidas previamente por DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.* (2013) y se han obtenido aplicando la nueva tasa de producción ^{10}Be utilizada en este trabajo (ver apartado de Metodología).

Estrella (LAUTENSACH, 1929; VIEIRA, 2008) o las de Béjar y Gredos (CARRASCO & PEDRAZA, 1995; CARRASCO, 1997; CARRASCO *et al.*, 2013; PEDRAZA *et al.*, 2013).

El glaciar de meseta de Los Pelados tuvo dos emisarios principales, Artiñuelo y Peñacabras. Estos paleoglaciares deben clasificarse como dos pequeños *outlets* y sus circos son en realidad parte de la zona de descarga de la meseta. Se trata de umbrales tectónicos ensanchados por el hielo, debido a su estabilización transitoria (paso a un flujo retardado con acumulación de hielo en la base del escarpe) originando un proceso de retro-erosión. Este es un proceso congruente con la tipología de estos circos (en artesa o canal) cuyo funcionamiento no sería el de cuencas primarias de acumulación-estabilización-transformación de la nieve. Aunque las diferencias sean notables desde el punto de vista genético (control tectónico o control litológico), la geometría de los valles glaciares de Artiñuelo y Peñacabra en su tramo inferior es similar a la de los valles kársticos en fondo de saco. Un buen ejemplo de este tipo de convergencias morfológicas, es el paleoglaciar de Monte Perdido-Ordesa (Pirineo Centra), cuya zona de descarga tiene una génesis compleja (implica varios procesos y factores), pero comienza en un gran valle tipo fondo de saco (Circo de Soaso; GARCÍA-RUIZ & MARTÍ-BONO, 2001).

Respecto a la zona de El Nevero, la topografía no coincide con la de una meseta, pero tiene una notable extensión de cima plana. Esta morfología fue suficiente para posibilitar la concentración de la nieve y desarrollar una montera que marcaba el inicio de la zona de acumulación del paleoglaciar 13 que, por ello, se extendía hasta la misma cima. Esta

situación es posible incluso con laderas de fuerte pendiente, siempre que haya una culminación no escarpada (agujas, picos, cresterías) que permite el inicio de la montera. Buen ejemplo son muchas cuencas glaciares actuales como la del Mont Blanc (Alpes franco-italianos; VIVIAN, 1975). Este es un hecho bastante excepcional en el Sistema Central y únicamente pude citarse un caso similar en el Macizo de La Mira (Sierra de Gredos), zona en la cual el paleoglaciar de Los Conventos iniciaba su cuenca de acumulación en la misma cima de esas elevaciones (ACASO *et al.*, 2007).

Las diferencias más notables entre estas dos tipologías de coberteras de nieve en las cimas, el glaciar de meseta y la montera de hielo, está en el hecho de que el primero es un verdadero glaciar con sus procesos de transformación de la nieve, flujos diferenciales, poder de abrasión y sobreexcavación, etc., mientras la segunda es la culminación de una cuenca de acumulación de un glaciar de vertiente. Tal como ya se señaló al describir su morfología, estos rasgos diferenciales aparecen claramente marcados en esos dos sectores del Macizo de Los Pelados-El Nevero.

El papel de la estructura tectónica y la morfoestructura han sido determinantes en la localización, y organización de los glaciares en esta zona del Macizo de Los Pelados-El Nevero. La disposición de los glaciares de la vertiente meridional está controlada por fracturas y tanto FERNÁNDEZ-NAVARRO (1915) como SANZ-HERRÁIZ (1988) lo señalan expresamente discutiendo la relación entre la red de fracturas el desarrollo de cuencas torrenciales preglaciares y la instalación de cuencas glaciares. También los paleoglaciares septentrionales presentan ese

control estructural, especialmente los del Chorro, Peñacabras y Artiñuelo. El desarrollo de los circos y valles está igualmente controlado por sistemas de fractura transversos (ortogonales a la dirección del flujo), que dieron lugar a numerosos umbrales y escalones, factores primordiales en la regulación del flujo del hielo y su capacidad de excavación. Finalmente, la morfoestructura general del macizo con un bloque axial en cuña de ladera meridional escarpada y septentrional tendida, posibilitó el desarrollo de la meseta de hielo. En esta configuración debe destacarse el papel de la falla-corredor del Puerto de Lozoya o Navafría, un desgarre de tendencia N-S, que también originó la dirección más tendida de este macizo, casi E-W, con lo cual las exposiciones meridional-septentrional son más nítidas que en los otros sectores de los Montes Carpetanos.

Una vez instalados los glaciares, su acción geológica fue la determinante en el modelado del relieve, pero aun así la estructura tectónica actuó como un factor condicionante. El ejemplo más notable es la presencia de circos escalonados inversos. La sucesión normal de este tipo de morfologías es el desarrollo de circos menores en otros previos partiendo del principal y que muestran una progresión hacia las cabeceras. Se trata de circos en escalera (MÎNDRESCU & EVANS, 2014) o de circos de varios órdenes y denominados (DELMAS *et al.* 2015b) circos sobre circo (segundo orden) o circos sobre circos sobre circos (tercer orden). Este es un proceso que se asocia con la evolución de la cuenca de acumulación y regulado por la pérdida de masa de hielo y la retro-erosión. Los paleoglaciares 7, 11 y 12, presentan claramente esa fisonomía, si bien su encajamiento es inverso, los circos menores aparecen encajados en el principal por lo que resulta difícil asociarlos con una evolución regresiva de los hielos. Como ya se ha referido al describir la meseta glaciar y sus lenguas emisarias, podría explicarse como un proceso de concentración o apilamiento del hielo en la base de los escarpes generando sobrecarga y mayor poder erosivo. Los tres paleoglaciares mencionados estuvieron conectados con la montera, que sería la que les alimentaba, caso de los paleoglaciares 11 y 12, o sobrealimentaba, caso del paleoglaciar 7.

Los paleoglaciares 1 y 10 presentan una localización anómala si tenemos en cuenta la norma general del resto de los paleoglaciares; aparecen aislados, a una relativa baja cota y fuera del dominio de la divisoria principal. En el caso del paleoglaciar 10 se han detectado fenómenos solifluidales bien marcados, por ello una explicación podría ser que inicialmente se formaran circos solifluidales o circos pantanosos (bog cirques; DZULYNSKI & PEKALA, 1980) y dadas las condiciones favorables de acumulación de nieve, posteriormente evolucionaron a pequeños glaciares de circo. Esta posibilidad está apoyada por la presencia de este tipo de morfologías en la zona, como es el caso del circo pantanoso de las

Regajeras (MARTÍN-DUQUE, 1992), localizado a 1,32 km hacia el NNW del 1 y a 3,9 km hacia el ESE del 10.

6. CORRELACIONES Y SECUENCIA EVOLUTIVA DE LOS GLACIARES

De acuerdo con la sucesión morfoestratigráfica de síntesis, que aparece bien definida en los paleoglaciares 2, 6 y 7, estos glaciares tuvieron las mismas etapas evolutivas generales que los analizados en las sierras de Gredos y Béjar. Esas etapas están catalogadas en un modelo evolutivo de referencia, lo que permite las correlaciones tanto a nivel regional como a otra escala. De forma resumida, en ese modelo se ha establecido (PEDRAZA *et al.*, 2013; CARRASCO *et al.*, 2015): (1) etapa de máxima expansión de los glaciares (MIE-local) indicada por la formación de depósitos periféricos (PD-E) más externos, generalmente bloques dispersos; (2) etapa de retroceso post-MIE, indicada por la formación de depósitos periféricos (PD-I) internos; (3) etapa de reavance y estabilización mayor (RA-ME) indicada por la morrena de mayor desarrollo o morrena principal (PM); y (4) etapa de deglaciación (D) con estabilizaciones menores (ME) y, en casos, reavances menores (MRE), indicados por las crestas y arcos morrénicos recesionales (ID-M) y bloques erráticos dispersos (ID-B).

En el Macizo de Los Pelados-El Nevero, la formación PD-E de bloques dispersos únicamente se ha podido diferenciar claramente en el paleoglaciar 2. Sin embargo, sí está bien definida en la práctica totalidad de los paleoglaciares la formación PD-I, representada aquí por una serie de crestas adosadas a la ladera externa de la PM. También está bien definida en todos los paleoglaciares de esta zona la formación PM y se ajusta plenamente a las características establecidas en el modelo de referencia: aparece en todos los paleoglaciares y está formada por las dos morrenas de borde o laterales de mayores dimensiones y continuidad en el relieve. Las crestas de retroceso adosadas a las laderas internas de la formación PM (formación ID-M), se han podido reconocer bien definidas únicamente en el paleoglaciar 7. En los paleoglaciares 1, 2, 3, 6 y 13, esas crestas son más irregulares tanto en su morfología como en su continuidad. Finalmente, mientras la formación ID-B está generalizada en la práctica totalidad de los paleoglaciares, la ID-M únicamente se ha podido reconocer en dos de ellos, el 2 y el 7.

Teniendo en cuenta estos datos basados en las correlaciones de la sucesión morfoestratigráfica local (de los paleoglaciares de la zona analizada) con la de referencia regional, la secuencia evolutiva de los glaciares de Los Pelados-El Nevero es equivalente a la detectada en los glaciares de las Sierras de Gredos y Béjar, siendo la etapa de deglaciación la que presenta mayor divergencia. A partir de los resultados cronológicos obtenidos en los bloques erráticos dispersos de la formación

PD del paleoglaciario 2 (Tabla II, Fig. 3), puede decirse que la etapa de máxima extensión de los hielos (MIE-local; ~26 ka BP) es contemporánea a MIE-local del paleoglaciario de Cuerpo de Hombre (Sierra de Béjar) cuya secuencia evolutiva se ha correlacionado a nivel regional y global (CARRASCO *et al.*, 2015). Esto permite concluir que la MIE en el Macizo de Los Pelados-El Nevero es sincrónica con el LGM (GS3 y MIS2). Por otra parte, está de acuerdo con las edades obtenidas para las MIEs-locales en el Macizo de Peñalara (PALACIOS *et al.*, 2012b) y algunos paleoglaciares de las sierras de Gredos y Béjar (PALACIOS *et al.*, 2011; DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013). Sin embargo, está en desacuerdo con las edades obtenidas para las MIEs-locales en el Macizo de la Mujer Muerta (BULLÓN, 2016) y en la Sierra de la Estrella (VIEIRA *et al.*, 2001), que resultaron ser previas al LGM ya dentro del MIS3. Las crestas adosadas a la ladera externa de la PM, formación PD-M, son el indicador de un proceso de solape de formaciones (PM sobre PD-I) durante la etapa de reavance y mayor estabilización (RA-ME) que marca la formación PM. De acuerdo con las edades obtenidas en estos depósitos, este proceso se desarrolló con posterioridad a ~ 19 ka (edad obtenida para un bloque de una de las crestas de la formación PD-I) y previo a ~ 15 ka (edad obtenida para una de las crestas de la formación ID-M). Considerando las edades obtenidas en la cresta de la formación PM del paleoglaciario 2, la deglaciación en este macizo de Los Pelados-El Nevero se inicia en torno a los 15,5 ka BP, una edad equivalente o ligeramente más tardía a las obtenidas en los trabajos previamente reseñados (en torno a los 16/17 ka BP) para el Macizo de Peñalara y las sierras de Gredos y Béjar.

Las cronologías obtenidas en las muestras de superficie de roca *in situ* de la misma cima del Pico del Nevero, entre ~60 ka BP y ~34 ka BP, si bien no pueden considerarse indicadores de ninguna etapa glaciario por la ausencia de los indicadores debidos a la acción de los hielos, no se descarta totalmente la hipótesis de que la MIE en esta zona pueda ser anterior a la resultante de las investigaciones realizadas en este trabajo. Entendemos por tanto que este es un tema no resuelto, máxime cuando en el Macizo de la Mujer Muerta se ha obtenido una MIE local entorno a los 35 ka (Bullón, 2016), edad claramente convergente con la mínima de la cima del Pico del Nevero.

Finalmente, la edad obtenida en el arco morrénico más interno del paleoglaciario 2 (~5 ka BP), no concuerda con ninguna de las asignadas a la etapa glaciario en el Sistema Central para la etapa glaciario, cuyo final se estima en torno a los 11/12 ka BP (en el límite Pleistoceno-Holoceno; PALACIOS *et al.*, 2012b; CARRASCO *et al.*, 2015). A este respecto caben dos interpretaciones: (1) que el bloque elegido presente algunos problemas no detectados en el muestreo (desplazamiento, giro, exhumación parcial, etc.); (2) que se trate de una morrena de *névé* postglaciario que denunciaría una

etapa de reactivación de las condiciones nivales. Esta segunda interpretación sería congruente con los datos que muestran esa fecha como el final del Máximo Térmico Holoceno (HTM) en el Hemisferio Norte (RENSSEN *et al.*, 2009) y con la migración hacia el Sur del anticiclón subtropical (NASH) o de las Azores, proceso descrito para la Península mediante estudios paleoclimáticos (WALCZAK *et al.*, 2015).

7. CONCLUSIONES

El glaciario del Macizo de Los Pelados-El Nevero se organizó en torno a las masas de hielo acumuladas en sus cimas formando una meseta glaciario y una montera de hielo. Su flujo principal fue hacia el NW y las principales zonas de descarga seguían los actuales valles de los arroyos del Chorro, Peñacabras y del Artiñuelo. En menor medida estas culminaciones de hielo presentaban un flujo hacia las otras vertientes (Este, Sur y Suroeste) lo cual, junto a los procesos de retro-erosión de los glaciares localizados en esas laderas, permitió una sobrealimentación de los mismos.

Un factor determinante en esta organización de los glaciares, fue la estructura tectónica. Los valles ocupados por los hielos se localizaron siguiendo las principales redes de fractura que, posiblemente, ya habían sido originados por la red hidrográfica preglaciario. La meseta glaciario y la montera de hielo se instalaron sobre una meseta topográfica y una cima aplanada, originada por el basculamiento hacia NW del bloque principal y que dio lugar a una morfoestructura de bloque en cuña.

En total se han diferenciado 16 paleoglaciares en este macizo, 7 de los cuales se citan por primera vez en este trabajo. La cota mínima alcanzada por los hielos durante la MIE fue de 1560 m y corresponde al paleoglaciario de Porrinoso-Peñacabras (paleoglaciario, 6) de orientación SE. Las cuencas de acumulación en los paleoglaciares de ladera y circo se ajustan a varias tipologías, si bien las más comunes fueron las de circos simples, circulares (circos, s.s.) u ovalados (circos elongados). En menor medida aparecen circos escalonados y circos alargados en artesa o canal. Los complejos morrénicos en general presentan un buen desarrollo y se ajustan a la tendencia observada en otros paleoglaciares del Sistema Central con una sucesión morfoestratigráfica definida por un sistema de morrenas laterales mayores (formación PM) que son el principal indicador de esta sucesión. En la zona externa de la PM aparecen otros depósitos (formación PD) formados por morrenas menores y bloques erráticos, que son los que marcan la MIE de estos glaciares. Finalmente, en la zona interna de la PM hay una morrena basal formada por depósitos subglaciares con escaso espesor y discontinuos, sobre los que aparecen sistemas de

bloques erráticos (*till* o morrena supraglaciaria de ablación) y muy excepcionalmente algunos arcos.

De acuerdo con las edades obtenidas mediante ^{10}Be -TCN en algunos resaltes de las cimas y en bloques de las morrenas, se concluye que: (1) en la meseta de hielo hubo resaltes rocosos extraglaciarios (tipo *nunataks*); que la MIE de estos paleoglaciarios (en torno a los 26 ka BP) es sincrónica con el LGM global (GS3, MIS2) y las MIEs de varios paleoglaciarios de otros Macizos de Sistema Central, a la vez que es asincrónica con la MIEs de otros paleoglaciarios de esos mismos macizos. La edad establecida aquí para el inicio de la etapa de deglaciación (alrededor de 15,5 ka BP) es ligeramente posterior a la más general establecida para los paleoglaciarios del Sistema Central (en torno a 16/17 ka BP). La ausencia de verdaderos arcos de retroceso o morrenas recesionales, parece indicar que la deglaciación fue muy rápida y continua. Finalmente, la edad obtenida para el único arco morrénico interno datado (en torno a 5 ka BP), excluye su posible asignación a una morrena recesional debida a una estabilización durante el retroceso, pero podría interpretarse como una morrena de *névé* formada en una de las etapas climáticas de tránsito ocurridas durante el Holoceno.

AGRADECIMIENTOS

A las autoridades del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama. Este trabajo ha sido financiado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (MAGRAMA, proyecto 1092/2014) y por el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO, proyecto CGL2016-78380). Al editor y los revisores, por sus aportaciones para mejorar este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- ACASO, E. 1983. *Estudio del Cuaternario en el Macizo Central de Gredos*. 442 págs. Tesis Doctoral. Universidad de Alcalá, Alcalá de Henares. Madrid.
- ACASO, E., CENTENO, J.D. & MOYA M.E. 2007. Indicios de un glaciar de montera (Ice field) en el Alto Gredos (Ávila). In: J. LARIO & P.G. SILVA, Eds. *Contribuciones al Estudio del Periodo Cuaternario*. págs. 39–40. AEQUA. Ávila.
- AEMET/IM. 2011. *Atlas Climático Ibérico-Iberian Climate Atlas*. AEMET and IM, Madrid. <http://www.aemet.es/es/divulgacion/publicaciones/>.
- BALCO, G., STONE, J., LIFTON, N.A. & DUNAI, T. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, **3**: 174–195.
- BALCO, G., BRINER, J., FINKEL, R.C., RAYBURN, J.A., RIDGE, J.C. & SCHAEFER, J.M. 2009. Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. *Quaternary Geochronology*, **4**: 93–107.
- BARR, I.D. & SPAGNOLO, M. 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Science Reviews*, **151**: 48–78.
- BELLIDO, F., CAPOTE, C., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, N., PEINADO, M. & VILLASECA, C. 1981. Características generales del Cinturón Hercínico en el sector oriental del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 145–166.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. 2010. *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, London.
- BRINER, J.P., YOUNG, N.E., GOEHRING, B.M. & SCHAEFER, J.M. 2012. Constraining Holocene ^{10}Be production rates in Greenland. *Journal of Quaternary Science*, **27**(1): 2–6.
- BROOK, M.S., KIRKBRIDE, M.P. & BROCK, B.W. 2006. Cirque development in a steadily uplifting range: rates of erosion and long-term morphometric change in alpine cirques in the Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landform*, **31**(9): 1167–1175.
- BULLÓN, T. 1978. Los Fenómenos Periglaciarios en la Sierra de la Mujer Muerta (Sierra de Guadarrama). *Medio Físico, Desarrollo Regional y Geografía, V Coloquio de Geografía*. págs. 35–40. Universidad de Granada. Granada.
- 1988. *El Guadarrama Occidental*. Consejería de Política Territorial. Comunidad Autónoma de Madrid. Madrid.
- 2016. The upper Pleistocene on the northern face of the Guadarrama Mountains (central Spain): Palaeoclimatic phases and glacial activity. *Geomorphology*, **268**: 233–245.
- CARRASCO, R.M. 1997. *Estudio Geomorfológico del Valle del Jerte (Sistema Central Español): secuencia de procesos y dinámica morfogenética actual*. Tesis Doctoral. 340 págs. Universidad Complutense. Madrid.
- CARRASCO, R.M. & PEDRAZA, J. 1995. Morfología glaciar de las cimas en la Sierra de Gredos: monteras de hielo. In: T. ALEIXANDRE, & A. PÉREZ GONZÁLEZ, Eds. *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. págs. 227–238. CSIC. Madrid.
- CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., VILLA, J. & WILLENBRING, J.K. 2013. The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology*, **196**: 83–93.
- CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., WILLENBRING, J.K. & VILLA, J. 2015. Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglacier (Iberian Central System) during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, **129**: 163–177.
- CENTENO, J. D., PEDRAZA, J. & ORTEGA, L. I. 1983. Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. *Boletín de la Real Sociedad Española Historia. Natura. Sección Geológica*, **81**(3–4): 153–171.
- DELMAS, M., BRAUCHER, R., GUNNELL, Y., GUILLOU, V., CALVET, M. & BOURLÉS, D. 2015a. Constraints on Pleistocene glaciofluvial terrace age and related soil chronosequence features from vertical ^{10}Be profiles in the Ariège River catchment (Pyrenees, France). *Global Planetary Change*, **32**: 39–53.
- DELMAS, M., GUNNELL, Y. & CALVET, M. 2015b. A critical appraisal of allometric growth among

- alpine cirques based on multivariate statistics and spatial analysis. *Geomorphology*, **228**: 637–652.
- DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., CARRASCO, R.M., PEDRAZA, J., CHENG, H., EDWARDS, R.L. & WILLENBRING, J.K. 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Scientific Reports*, **3** (2034): 1–6.
- DZULYNSKI, K. & PEKALA, L. 1980. Bog cirques and solifluxion valleys in granitic rocks. *Zeitschrift für Geomorphologie Stuttgart*, **24**(2): 219–235.
- FEBREL, T., FÚSTER, J.M. & DE PEDRO, F. 1958. *Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja nº 494. Buitrago de Lozoya*. Instituto Geológico y Minero. Primera Serie. Madrid.
- FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. 1915. Monografía Geológica del Valle del Lozoya (Madrid). *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, **12**: 1–100.
- FRÄNZLE, O. 1959. *Glaziale und Periglaziale Formbildung im östlichen KYstlichen Scheibgebirge Zentral-Spanien*. Bonner Geographische Abhandlungen, Bonn.
- FULLER, T.K., PERG, L., WILLENBRING, J.K. & LEPPER, K. 2009. Field evidence for climate driven changes in sediment supply leading to strath terrace formation. *Geology*, **37**(5): 467–470.
- GARCÍA-RUIZ, J.M. & MARTÍ-BONO, C.E. 2001. *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido a escala 1: 25.000*. 106 págs. Serie Técnica. Organismo Autónomo Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.
- GARCÍA-RUIZ, J.M., MORENO, A., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., VALERO, B. & MARTÍ-BONO, C. 2010. La cronología del último ciclo glaciar en las montañas de Europa. Una Revisión. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, **24**(1-2): 35–46.
- GOEHRING, B.M., LOHNE, O.S., MANGERUD, J., SVENDSEN, J.I., GYLLENCREUTZ, R., SCHAEFER, J. & FINKEL, R. 2012. Late glacial and Holocene ¹⁰Be production rates for western Norway. *Journal of Quaternary Science*, **27**(1): 89–96.
- GORDON, J.E. 1977. Morphometry of cirques in the Kintail–Affric–Cannich area of northwest Scotland. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, **59**: 177–194.
- GOSSE, J.C. & PHILLIPS, F.M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Review*, **20**: 1475–1560.
- HUGHES, P.D. 2010. Geomorphology and quaternary stratigraphy: the roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology*, **123**: 189–199.
- HUGHES, P.D. & WOODWARD, J.C. 2008. Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, **23**: 575–588.
- 2017. Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. *Geological Society, London, Special Publications*, **433**: 1–23.
- KARAMPAGLIDIS, T., BENITO-CALVO, A. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 2015. Geomorphology of the Lozoya river drainage basin area (Community of Madrid, Spanish Central System). *Journal of Maps*, **11**: 342–353.
- LAL, D. 1991. Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**: 424–439.
- LAUTENSACH, H. 1929. Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal). *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **17**: 324–369.
- MARTÍN-DUQUE, J.F. 1992. Nuevos datos sobre el glaciario Pleistoceno en la Sierra de Guadarrama: los glaciares del arroyo de las Pozas y del arroyo del Chorro y el circo pantanoso (bog cirque) de las Regajeras. In: F. López Bermúdez, C. Conesa García & M. A. ROMERO DÍAZ, Eds. *Estudios de Geomorfología en España*, v.1. págs. 392–401. Universidad de Murcia. Murcia.
- MAZARRERO, C. 1910. La cuenca de abastecimiento del Canal de Isabel II, y medios para aumentar y regularizar su caudal. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **10**: 347–367.
- MÎNDRESCU, M. & EVANS, I.S. 2014. Cirque form and development in Romania: allometry and the buzzsaw hypothesis. *Geomorphology*, **208**: 117–136.
- NISHIZUMI, K., IMAMURA, M., CAFFEE, M.W., SOUTHON, J.R., FINKEL, R.C. & MCANINCH, J. 2007. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B* **258**: 403–413.
- OBERMAIER, H. & CARANDELL, J. 1917. Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, **19**: 1–94.
- ONTAÑÓN, J.M. 1985. *Evolución cuaternaria del valle del Paular. Aportaciones edafológicas y geomorfológicas*. 230 págs. Tesis Doctoral. Editorial Complutense. Madrid.
- ONTAÑÓN, J.M. & ASENSIO, I. 1974. El circo nivoglacial del collado de Siete Picos en la Sierra de Guadarrama. In: T. ALEIXANDRE, J. GALLAREDO & A. PÉREZ-GONZÁLEZ, Eds. *Actas de la I Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*, págs. 113–117. Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario, 2. CSIC. Madrid.
- PALACIOS, D., DE ANDRÉS, N. & LUENGO, E. 2003. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology*, **54**: 157–178.
- PALACIOS, D., ANDRÉS, N., MARCOS, J. & VÁZQUEZ-SELEM, L. 2012a. Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology*, **177–178**: 51–61.
- 2012b. Glacial landforms and their paleoclimatic significance in the Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, **139–140**: 67–78.
- PALACIOS, D. & GARCÍA-RUIZ, J.M. 2015. Foreword: deglaciation in Europe. New insights and questions. *Cuadernos de investigación Geográfica*, **41**(2): 257–259.
- PALACIOS, D., MARCOS, J. DE & VÁZQUEZ-SELEM, L. 2011. Last Glacial maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, **233**: 16–26.
- PEDRAZA, J. 1978. *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)*. 459 págs. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.
- 1994a. El Periglaciario del Sistema Central Español. In: A. GÓMEZ-ORTÍZ, M. SIMÓN & F. SALVADOR, Eds. *Periglaciario en la Península*

- Ibérica, Canarias, y Baleares*. págs. 147–164. Universidad de Granada. Granada.
- 1994b. El Sistema Central Español. In: M. GUTIÉRREZ-ELORZA, Ed. *Geomorfología de España*. págs. 63–100. Editorial Rueda. Madrid.
- 2012. Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Spanish Central System. *Quaternary International*, **279–280**: 371–372.
- PEDRAZA, J., BARDAJÍ, T., CENTENO, J. D. & FERNÁNDEZ, P. 1991. *Mapa Geológico de Segovia (Geomorfología y Cuaternario)*. Hoja nº 483 del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA). ITGE. Madrid.
- PEDRAZA, J. & CARRASCO, R.M. 2006. El glaciario pleistoceno del Sistema Central. *Enseñanza de la Ciencias de la Tierra*, **13**: 178–288.
- PEDRAZA, J., CARRASCO, R.M., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D. & VILLA, J. 2013. Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Gredos Mountains (Iberian Central System). *Quaternary International*, **302**: 88–100.
- PEDRAZA, J. & CENTENO, J. 1987. Nuevo foco glaciar pleistoceno en la Sierra de Guadarrama. *Actas de la VII reunión sobre el Cuaternario*. págs. 183–185. AEQUA. Santander.
- PENCK, A. 1894. Studien über das Klima Spanien während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zur Berlin*, **19**: 109–141.
- PRADO, C. de. 1864. *Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid*. 219 págs. Junta General de Estadística, Imprenta Nacional. Madrid.
- RENSSEN, H., SEPPÄ, H., HEIRI, O., ROCHE, D.M., GOOSSE, H. & FICHEFET, T. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, **2**: 411–414.
- RIVAS MARTÍNEZ, S. Ed. 1987. *Mapa de las series de vegetación de España, escala 1:400.000*. Ministerio de Agricultura. Madrid.
- RUBIO, J.C., PEDRAZA, J. & CARRASCO, R.M. 1992. Reconocimiento de tills primarios en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). In: F. LÓPEZ BERMÚDEZ, C. CONESA GARCÍA, & M.A. ROMERO DÍAZ, Eds. *Estudios de Geomorfología en España*. págs. 413–422. Universidad de Murcia. Murcia.
- SANZ-DONAIRE, J.J. 1976. Mas huellas glacio-nivales en los Montes Carpetanos al Este del Puerto de Lozoya (Provincia de Madrid). *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, **112**(2): 519–533.
- SANZ-HERRÁIZ, C. 1978. Morfología glaciar en la Sierra de Guadarrama. El modelado de las áreas glaciares y periglaciares (Peñalara-Los Pelados). *Medio Físico, Desarrollo Regional y Geografía, V Coloquio de Geografía*. págs. 49–55. Universidad de Granada. Granada.
- 1988. *El Relieve del Guadarrama Oriental*. 547 págs. Consejería de Política Territorial. Comunidad de Madrid. Madrid.
- SANZ, M.A., CENTENO, J. D., FERNÁNDEZ, P. & BARDAJÍ, T. 1991. *Mapa Geológico de Prádena (Geomorfología)*. Hoja nº 458 del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (MAGNA). ITGE. Madrid.
- SCHWENZNER, J. E. 1937. Zur Morphologie des Zentral-spanischen Hochlandes. *Geographische Abhandlungen*, **10**: 9–128.
- SOLÉ-SABARÍS, LL. 1952. Geografía Física de España. In: M. DE TERÁN, Ed. *Geografía de España y Portugal*. págs. 1–500. Montaner y Simón. Barcelona.
- STONE, J.O. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, **105**(10): 23753–23759.
- TURU, V., CALVET, M., BORDONAU, J., GUNNELL, Y., DELMAS, M., VILAPLANA, J.M., & JALUT, G. 2017. Did Pyrenean glaciers dance to the beat of global climatic events? Evidence from the Würmian sequence stratigraphy of an ice-dammed palaeolake depocentre in Andorra. *Geological Society, London, Special Publications*, **433**: 111–136.
- VICENTE, G. de, GONZÁLEZ CASADO, J. M., BERGAMÍN, J., TEJERO, R., BABÍN, R., RIVAS, A., ENRILE, J.L.H., GINER, J., SÁNCHEZ, F., MUÑOZ, A. & VILLAMOR, P. 1992. Alpine structure of the Spanish Central System. *III Congreso Geológico de España. Actas V. I.* págs. 284–288. Universidad de Salamanca. Salamanca.
- VIEIRA, G. 2008. Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology*, **97**: 190–207.
- VIEIRA, G., FERREIRA, A.B., MYCIELSKA-DOWGIALLO, E., WORONKO, B. & OLSZAK, I. 2001. Thermoluminescence Dating of Fluvio-glacial Sediments (Serra da Estrela, Portugal). *Actas V REQUI/ CQPLI*. págs. 85–92. Universidad de Lisboa. Lisboa.
- VIVIAN, R. 1975. *Les glaciers des Alpes occidentales*. Allier. Grenoble.
- WALCZAK, I.W., BALDINI, J.U.L., BALDINI, L.M., McDERMOTT, F., MARSDEN, S., STANDISH, C.D., RICHARDS, D.A., ANDREO, B. & SLATER, J. 2015. Reconstructing high-resolution climate using CT scanning of unsectioned stalagmites: A case study identifying the mid-Holocene onset of the Mediterranean climate in southern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, **127**: 117–128.
- WARBURTON, J. & ÁLVAREZ, C. 1989. A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. In: *Libro homenaje a R. Soler*. págs. 147–155. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP). Madrid.
- YOUNG, N.E., SCHAEFER, J.M., BRINER, J.P. & GOEHRLING, B.M. 2013. A ^{10}Be production-rate calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science*, **28**(5): 515–526.